

利用矿物共生关系确定成矿条件 ——以海沟金矿为例

刘善琪¹, 李永兵¹, 曾庆栋², 田会全¹, 朱伯靖¹, 石耀霖¹

(1. 中国科学院 计算地球动力学重点实验室, 中国科学院大学, 北京 100049;

2. 中国科学院 地质与地球物理研究所, 矿产资源研究重点实验室, 北京 100029)

摘要: 研究矿物共生关系是揭示成矿地球化学条件的基础, 是探讨矿床形成环境的一个重要方面, 它对发展成矿理论起着重要作用。本文以海沟金矿为例, 在广泛收集最新热力学数据的基础上, 利用矿物共生关系相图初步确定了海沟金矿成矿的物理化学条件。成矿过程可分为4个阶段: 石英-钾长石阶段, 偏碱性(pH值7.1~9.2), 弱氧化到弱还原环境(Eh值-0.3~+0.5 V); 金-石英-黄铁矿阶段, 属中酸性弱氧化-弱还原环境, 金-多金属硫化物-石英阶段, 中酸性(pH值4左右), 弱还原环境(Eh值<-0.2 V); 金-石英-碳酸盐阶段, 从高温到低温逐步从pH=4.5转变为pH=5.3, 而成矿的Eh值也从弱还原(-0.3 V)向弱氧化(+0.5 V)过渡。

关键词: 矿物共生; 成矿阶段; 成矿环境; 海沟金矿

中图分类号: P579

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2013)01-0099-07

The utilization of mineral association relationship to determine the metallogenic environment: A case study of the Haigou gold deposit

LIU Shan-qi¹, LI Yong-bing¹, ZENG Qing-dong², TIAN Hui-quan¹, ZHU Bo-jing¹ and SHI Yao-lin¹

(1. Key Laboratory of Computational Geodynamics, Chinese Academy of Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 2. Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

Abstract: The research on the relationship of mineral associations constitutes the basis of revealing metallogenic geochemical conditions and is also an important aspect in the study of the formation environment, thus having great significance for the development of the metallogenic theory. With the Haigou gold deposit as an example, the authors initially determined its physical and chemical conditions. Its metallogenic process can be divided into four stages: the stage of quartz-K-feldspar, characterized by alkaline nature (pH=7.1~9.2) and weak oxidation environment to weak reducing environment (Eh = -0.3~+0.5 V); the gold-quartz-pyrite stage, belonging to intermediate-acid weak redox environment; the gold-polymetallic sulfide-quartz stage, characterized by acid (about 4) and weak reducing environment (lower than -0.2 V); the gold-quartz-carbonate stage, characterized by the gradual transition from pH=4.5 to pH=5.3 with the decreasing temperature, accompanied by the transition of the metallogenic Eh value from weak reduction (-0.3 V) to weak oxidation (+0.5 V).

Key words: mineral association; metallogenic stage; metallogenic environment; Haigou gold deposit

收稿日期: 2011-12-27; 修订日期: 2012-11-21

基金项目: 全国危机矿山接替资源综合研究资助项目(20089931), 国家科技支撑计划项目(2011BAB03B09)

作者简介: 刘善琪(1987-), 女, 固体地球物理学专业硕士研究生; 通讯作者: 李永兵(1973-), E-mail: yongbingli@gucas.ac.cn

成矿成岩是在非常复杂的地质条件下发生的,其影响因素非常复杂,主要是因为成矿成岩需要经历一个相当长的地质历史时期,在这个地质历史时期,其形成的条件必然会发生改变(对特定地区,变化范围为一个区间)。矿床的形成不仅要具备矿床形成的各种地质要素(矿源层、导矿构造、容矿构造)而且需要一定的物理化学条件。这导致对地质体或者矿床形成的实验研究只能部分刻画和再现地质体或者矿床形成时的物理化学条件。

但是,矿物学知识告诉我们,可以利用矿物共生关系来确定其成矿时的物理化学条件。“矿物共生”是指在一定成矿过程中,在限定的时间、空间上,并受一定物理化学条件控制的由一定成矿作用形成的一组共生的矿物(陈正, 1984; Udubosa, 1986; Nakamura, 1988),其形成时的物理化学条件基本一致。因此在逐步增强实验装备和实验方法以期获得更接近地质历史过程的各种条件的同时,基于物理化学的原理和规律,结合矿物共生组合进一步定量研究地质体或矿体的形成条件,始终是人们努力的方向之一。

必须指出的是,由于无法准确获得当时成矿流体中各种元素的浓度信息,使得基于物理化学计算矿体形成时的热力学参数缺乏准确依据。但如果将成矿溶液不同浓度下各种物质组合加以计算并对结果加以分析,可以大致获得成矿溶液中成矿元素的浓度比,进而建立共生矿物形成时不同浓度下的变化和趋势,即浓度对成矿的影响。这些信息或许能给出矿床形成时成矿介质可能的浓度区间。因此基于热力学计算、相图和矿物共生关系或许为半定量研究成岩成矿的热力学参数提供了一种可行的途径。

自然界产出的矿物,当它们以共生组合形式出现时,就构成了一个多相平衡体系。这个体系必然遵循热力学基本原理以及由此导出的有关多相平衡的各种定律。因此,以热力学基本原理和各种定律

为基本约束条件,通过对多相平衡的矿物体系进行共生分析,探讨有关矿物成因、矿物形成的物理化学条件以及矿物的演化规律是可行的(王奎仁, 1989)。每一矿床中的每一矿物共生组合是与一定的成矿阶段相联系的,而且相同的成矿条件(物理化学条件)下形成的矿物,必具有一定的共生组合关系,可以做出共生组合相图。这些相图不仅能够直观给出目标体系的相平衡状态,而且能够表征体系的热力学性质。

可见,矿物共生热力学相图是考察矿物之间相互反应平衡关系和控制因素的有力工具。本文就以吉林省海沟金矿为例,根据野外地质实地考察、室内实验工作研究和对前人工作的总结,对其成矿阶段进行了详细划分,并利用矿物共生组合相图初步确定了每个成矿阶段的成矿热力学参数。本文广泛收集了常见矿物的最新热力学数据,文中给出的相图对相似矿区的研究具有重要参考价值。

1 海沟金矿地质特征和成矿阶段划分

海沟金矿是一个大型贫硫化物石英脉型金矿床(冯明等, 2005; 张松等, 2011),位于吉林省安图县境内(刘裕庆, 1991)。矿区大地构造位置属华北克拉通与兴蒙造山带的交汇处(Chen *et al.*, 1998)中朝地台与吉黑地槽的分界处(张培萍等, 1995; 李殿超等, 1995)。矿区主要发育的岩石为二长岩、二长花岗岩、闪长岩及闪长玢岩,此外还有晚太古宙英云闪长岩、加里东期花岗岩及色洛河杂岩(曾庆栋等, 1998)。围岩蚀变为硅化、钾长石化、钠长石化、绢云母化和碳酸盐化等,载金矿物主要有黄铁矿、方铅矿和石英(李荫清, 1994; 刘劲鸿, 2002)。

根据野外地质实地考察、室内实验工作研究和前人工作的总结,海沟金矿的流体演化史分为两期 4 阶段(见表 1)。

表 1 海沟金矿成矿期次划分

Table 1 Ore-forming phases of the Haigou gold deposit

阶段	矿石矿物组合	脉石矿物组合	均一温度范围/℃	均值/℃	压力/MPa	
成矿前期	石英-钾长石阶段	黄铁矿、磁铁矿	石英、钾长石	236~467	370	
	金-石英-黄铁矿阶段	黄铁矿、黄铜矿	白色石英、绢云母、绿泥石	227~497	330	80~220
成矿期	金-多金属硫化物-石英阶段	黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、碲化物	灰色石英、绢云母、绿泥石	189~427	300	70~190
	金-石英-碳酸盐阶段	黄铁矿	石英、方解石、绿泥石	130~267	200	

2 海沟金矿不同成矿阶段的 Eh-pH

2.1 成矿前：石英-钾长石阶段

野外考察和室内研究发现，本阶段矿石矿物为黄铁矿和磁铁矿，脉石矿物为石英、钾长石。包裹体均一温度范围为 236~467℃，均值为 370℃。此外，据文献记载，本矿区矿石中存在磁黄铁矿。在热液系统中的 Fe-S-H₂O 体系会发生表 2 中(1)、(2)所列示的化学反应。海沟金矿成矿前期主要存在 Al-K-Si-H₂O 和 Fe-S-H₂O 两个体系，基于热力学原理可以计算出这两个体系的 Eh 值，表 3 是这两个体系部分物质的不同温度下(236℃、370℃和 467℃)的吉布斯自由能(ΔG)，计算中的标准热力学参数基于《无机物热力学数据手册》(梁英教等，1993)。

表 2 成矿阶段的主要矿物共生平衡反应

Table 2 Equilibrium reaction of main minerals at the ore-forming stage

矿物共生平衡反应	反应编号
$FeS + 0.5S_2 = FeS_2$	(1)
$3Fe_2SiO_4 + O_2 = 2Fe_3O_4 + 3SiO_2$	(2)
$NaAlSi_3O_8 + K^+ = KAlSi_3O_8 + Na^+$	(3)
$3KAlSi_3O_8 + 2H^+ = KAl_5Si_3O_{10}(OH)_2 + 6SiO_2 + 2K^+$	(4)
$3NaAlSi_3O_8 + 2H^+ + K^+ = KAl_5Si_3O_{10}(OH)_2 + 6SiO_2 + 2Na^+$	(5)

因此，若海沟金矿中存在共生的矿物组合 FeS-FeS₂-Fe₃O₄，可根据上述反应利用能斯特公式大致估算系统的 Eh 值，计算结果见表 4。

按照矿物共生原理可以基于不同温度下 Fe-S-H₂O 体系共生 Eh-pH 相图确定黄铁矿形成时的 Eh-pH 值范围，图 1 可以看出黄铁矿的稳定存在区间大，其中粉色、蓝色、绿色分别代表的温度为 236、370、467℃。因此从图 1 中无法获得相关信息。

本区钾长石化广泛，一般钠长石的钾长化其作用过程可以用表 2 中列示的反应(3)描述。

若本区的钾化原岩是钠长石，那么可以根据上述反应，计算不同温度下钠长石被交代生成钾长石的物理化学参数。不过，上述反应没有涉及到电子的转移，即没有氧化还原反应的进行，无法用能斯特公式估算 Eh 值。但可以根据热力学数据(表 3)计算不同温度下的 Al-K-Si-H₂O 共生组合来估算海沟金矿成矿前期的 Eh-pH。图 2 即为基于热力学基本数据计算的不同温度下 Al-K-Si-H₂O 体系的 Eh-pH 相图，其中粉色、蓝色、绿色分别代表的温度为 236、

表 3 海沟金矿成矿前期不同温度下 Al-K-Si-H₂O 和 Fe-S-H₂O 体系部分物质的 ΔG

Table 3 ΔG of Al-K-Si-H₂O and Fe-S-H₂O system at different temperatures at the early ore-forming stage of the Haigou gold deposit

名称	化学式	ΔG ₁ (236℃)	ΔG ₂ (370℃)	ΔG ₃ (467℃)
水铝石	Al ₂ O ₃ ·H ₂ O	-413.235	-395.708	-382.88
勃姆石	Al ₂ O ₃ ·H ₂ O(B)	-412.391	-396.229	-384.497
三水铝石	Al ₂ O ₃ ·3H ₂ O	-505.102	-475.441	-454.26
硅酸铝	Al ₂ SiO ₅	-583.261	-567.799	-556.666
蒙脱石	Al ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	-1195.97	-1155.852	-1126.985
偏硅酸	H ₂ SiO ₃	-229.956	-217.569	-208.167
焦硅酸	H ₂ Si ₂ O ₅	112.32	130.775	144.682
钾	K	0	0	0
石榴石	KAlSi ₂ O ₆	-658.3	-640.258	-627.172
钾长石	KAlSi ₃ O ₈	-856.374	-832.789	-815.882
石英	SiO ₂	-195.479	-189.672	-185.506
铝离子	Al(+3a)	-105.937	-93.892	-78.5
硫	S ₂ (g)	11.417	7.148	0
赤铁矿	Fe ₂ O ₃	-163.508	-155.146	-149.207
高温型赤铁矿	Fe ₂ O ₃ (H)	-145.804	-137.416	-131.464
磁铁矿	Fe ₃ O ₄	-225.647	-215.309	-208.038
高温型磁铁矿	Fe ₃ O ₄ (H)	-188.484	-179.159	-172.645
硫化亚铁	FeS	-24.538	-24.746	-26.992
二硫化铁	FeS ₂	-35.474	-33.407	-35.994
+3 价铁离子	Fe(+3a)	2.751	11.752	24.085
+2 价铁离子	Fe(+2a)	-21.098	-18.119	-12.767
-2 价硫离子	S(-2a)	33.663	46.01	54.706
-2 价二硫离子	S ₂ (-2a)	32.968	50.269	66.427

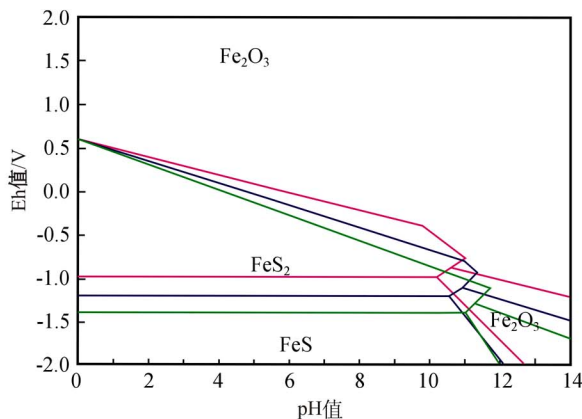


图 1 不同温度下的 Fe-S-H₂O 体系 Eh-pH 关系图
Fig. 1 Eh-pH diagram in the Fe-S-H₂O system at different temperatures

370、467℃。

从图 2 可以看出随温度的变化，钾长石形成的 Eh-pH 范围发生变化，随温度的降低 pH 值向碱性过渡，同时 Eh 范围变窄。据图 2 可知海沟金矿成矿前

期处于偏碱性环境, pH 值范围大约为 7.1~9.2。成矿期处于弱氧化到弱还原环境, 并且弱氧化环境可能性更大, Eh 值范围 -0.3~0.5 V。

表 4 基于反应(1)、(2)利用热力学原理估算的 Eh 值
Table 4 Estimated Eh using thermodynamic principle based on reaction 1 and 2

温度/°C	227	370	497
Eh(生成 FeS ₂)/V	0.7	0.5	0.4
Eh(生成 Fe ₃ O ₄)/V	1.1	1.0	0.9

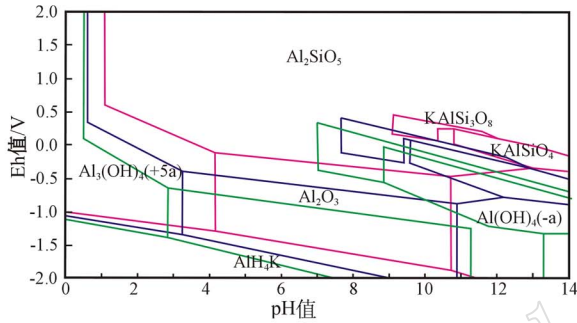


图 2 不同温度下的 Al-K-Si-H₂O 体系 Eh-pH
Fig. 2 Eh-pH diagram of Al-K-Si-H₂O at different temperatures

2.2 成矿期: 金-石英-黄铁矿阶段

野外工作发现, 本阶段矿石矿物为黄铁矿和黄铜矿伴生, 脉石矿物为石英、绢云母与绿泥石。包裹体均一温度范围为 227~497°C, 均值为 330°C。绢云母的形成可能是成矿前期长石的绢云母化。钾长石、钠长石绢云母化可用表 2 中(4)、(5)列示的化学反应表示。

本区钾长石绢云母化突出, 可用来估算成矿时的 pH 值。

图 3 基于热力学原理并结合表 5 计算得出的黄铁矿、黄铜矿、绢云母不同温度下的组合相图, 进而估算成矿期金-石英-黄铁矿阶段的 Eh-pH 参数。粉色、蓝色、绿色分别代表的温度为 189、300、427°C。

从组合相图可知本成矿阶段从低温到高温 Eh 区间发生变化, 但都处于 Eh=0 附近, 且变化范围很小, 大约 0.5 V 左右, pH 值随温度升高逐步变酸性, 酸性变动范围大约 6.9~5.9。整体看本阶段矿床的成矿环境为偏中酸性环境, 属于弱还原环境。

2.3 成矿期: 金-多金属硫化物-石英阶段

本阶段矿石矿物为黄铁矿、黄铜矿、方铅矿和碲化物, 脉石矿物为灰色石英、绢云母与绿泥石。同样

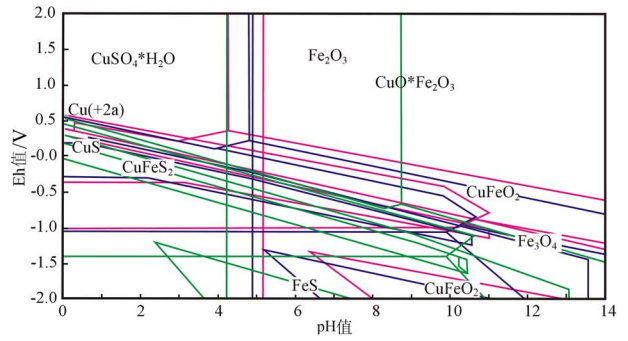


图 3 不同温度下黄铁矿、黄铜矿、绢云母 Eh-pH 关系图
Fig. 3 Eh-pH diagrams of pyrite, chalcopyrite, sericite at different temperatures

表 5 不同温度下 K⁺ 离子浓度差异与 pH 值的变化关系
Table 5 The relationship between potassium ion concentrations and pH values at different temperatures

K ⁺ 浓度/ mol·L ⁻¹	pH 值 (227°C)	pH 值 (330°C)	pH 值 (497°C)
1	6.6	6.0	5.4
0.1	6.7	6.1	5.5
0.01	6.8	6.2	5.7

绢云母的形成可能是前期的钾化带绢云母化, 或者直接由钠长石绢云母化。而绿泥石可能是黑云母绿泥石化的结果。本期成矿温度 189~427°C, 平均温度为 300°C。

图 4 是基于热力学基本参数估算黄铁矿、黄铜矿、方铅矿三种硫化物矿物的相图, 可基于本相图确定本成矿阶段的 Eh-pH 参数。粉色、蓝色、绿色分别代表的温度为 189、300、427°C。

从三种同时代硫化物矿物不同温度相图可以看出本成矿阶段在低温时闪锌矿形成, 从其形成的物化条件(相图)可以明显看出在低温时成矿环境中

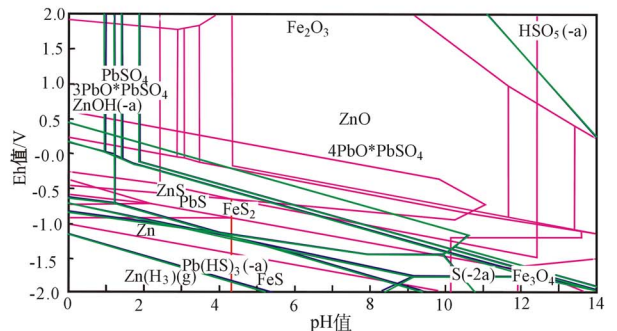


图 4 不同温度下黄铁矿、黄铜矿、方铅矿 Eh-pH
Fig. 4 Eh-pH diagrams of galena, chalcopyrite, pyrite at different temperatures

酸性(pH=4),随温度的升高,还原性增强(Eh = -0.2 ~ -0.6 V),直到闪锌矿消失。而 PbS 和 FeS₂ 对 Eh-pH 范围都不敏感,可以估计整个成矿阶段为中性酸性(pH=4 左右),弱还原环境(Eh = -0.2 ~ -1.1 V)。

2.4 成矿期: 金-石英-碳酸盐阶段

本阶段矿石矿物为黄铁矿,脉石矿物为石英、方解石与绿泥石。同样绿泥石的形成可能是黑云母绿泥石化的结果。本期成矿温度 130~267℃,平均温度为 200 ℃。本成矿阶段只看到黄铁矿,这也说明黄铁矿的依赖生长环境的相对宽松,在大多数环境下都可以形成。现基于热力学计算利用黄铁矿和方解石两种硫化物矿物共生阶段确定本成矿期的 Eh-pH 参数。

碳酸盐矿物的出现预示着成矿期已基本完成,从黄铁矿与方解石矿物共生相图(图 5)可以看出,成矿后期成矿介质的 pH 值从高温到低温逐步从酸性(pH = 4.5)向中性酸性(pH = 5.3)转变,成矿 Eh 值也从弱还原(-0.3 V)向弱氧化(+0.5 V)过渡。

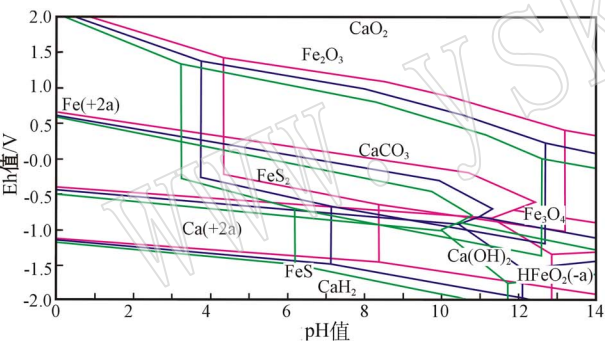


图 5 不同温度下黄铁矿和方解石共生相图
Fig. 5 Eh-pH diagrams of calcite, pyrite at different temperatures

3 海沟金矿不同成矿时代的 $f_{O_2} - f_{S_2}$

氧逸度和硫逸度对于矿床的形成具有重要的意义,前人研究表明氧逸度影响和控制着岩浆的演化及岩浆矿床的形成,而硫在岩浆中的溶解度与岩浆熔体的 Fe 离子的含量有关。

3.1 成矿前: 石英-钾长石阶段

根据表 2 的反应式(1)、(2)可以估算氧逸度和硫逸度,表 6 给出计算结果,同时依据矿物共生关系,利用热力学基础数据,绘制 Fe-S-O 体系的氧逸度-硫逸度图(图 6)。对比两种方式获得的结果,可以看到两种方式存在差异,但趋势基本一致。

表 6 根据反应(1)、(2)估算的氧逸度和硫逸度
Table 6 Estimated f_{O_2} and f_{S_2} based on reaction (1) and (2)

温度/℃	227	370	497
S 逸度	1.9×10^{-13}	6.8×10^{-10}	7.9×10^{-6}
O 逸度	8.1×10^{-38}	8.6×10^{-29}	8.3×10^{-22}

注:文献资料表明,本矿区存在 FeS₂ 与 Fe₂O₃,故可以根据上述反应估算氧逸度和硫逸度。

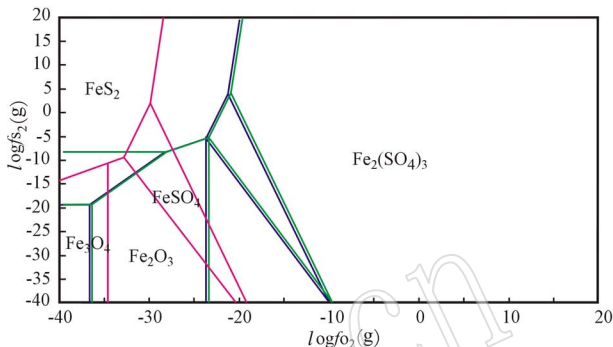


图 6 不同温度下 Fe-S-O 体系的氧逸度-硫逸度图
Fig. 6 $f_{S_2} - f_{O_2}$ diagram of the Fe-S-O system at different temperatures

从上述结果可以得到硫逸度在 $1 \times 10^{-15} \sim 1 \times 10^{-5}$,而氧逸度在 $1 \times 10^{-40} \sim 1 \times 10^{-18}$ 。

3.2 成矿期: 金-石英-黄铁矿阶段

本阶段矿石矿物为黄铁矿和黄铜矿伴生,脉石矿物为石英、绢云母与绿泥石。无法确定黄铁矿的形成机理,但黄铁矿与黄铜矿共生,可利用其共生关系估计成矿的 S 逸度。

从图 7 可以看出黄铁矿与黄铜矿共生 S 逸度变化范围广,在低温时下限及硫逸度可以很低,但随着温度增高,生成这些矿物的硫逸度最小逸度增加。故本阶段硫逸度范围应大于 10^{-19} 。不同温度下的范围有差异。

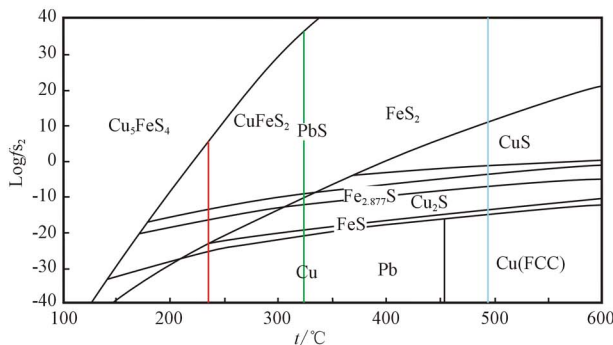


图 7 黄铁矿、黄铜矿 S 逸度变化图
Fig. 7 f_{S_2} variation of chalcopyrite, pyrite at different temperatures

3.3 成矿期: 金-多金属硫化物-石英阶段

本阶段矿石矿物为黄铁矿、黄铜矿、方铅矿和砷化物,脉石矿物为灰色石英、绢云母与绿泥石。同样绢云母的形成可能是前期的钾化带绢云母化,或者直接由钠长石绢云母化。而绿泥石可能是黑云母绿泥石化的结果。本期成矿温度 189~427℃,平均温度为 300℃。可以基于热力学参数利用黄铁矿、黄铜矿、方铅矿三种硫化物矿物共生关系,估计本成矿阶段的 S 逸度,计算结果见图 8。

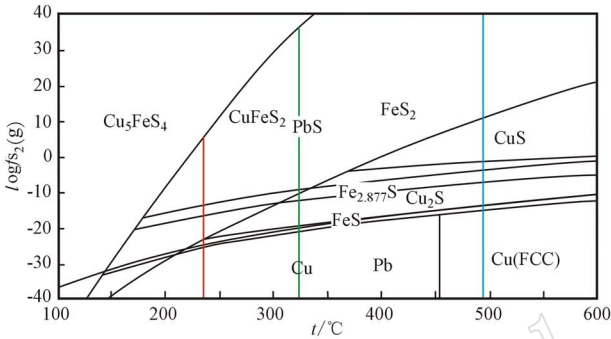


图 8 黄铁矿、黄铜矿、方铅矿随温度变化的 S 逸度

Fig. 8 f_{S_2} variations of galena, chalcopyrite, pyrite with temperature

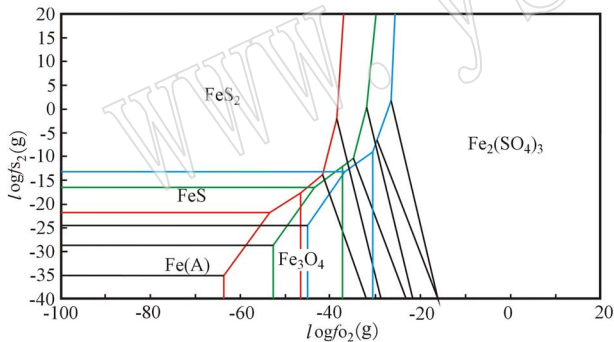


图 9 Fe-O-S 体系的 S 逸度与 O 逸度关系
(130、200、267℃)

Fig. 9 $f_{S_2} - f_{O_2}$ diagram of the Fe-O-S system
at 130, 200, 267℃

从图 8 可以看出黄铁矿、黄铜矿和方铅矿的 S 逸度共生变化范围广,在低温时硫逸度下限可以很低,但随着温度增高,生成这些矿物的硫逸度最小逸度增加。从形成相图估测,本阶段硫逸度范围应大于 10^{-25} ,由于是弱还原环境,硫逸度不会超过 1。同前一阶段相比,硫逸度下限变小。

3.4 成矿期: 金-石英-碳酸盐阶段

本阶段矿石矿物为黄铁矿,脉石矿物为石英、方解石与绿泥石。本期成矿温度 130~267℃,平均温

度为 200℃。

本成矿阶段只看到黄铁矿,综合图 9 可以看出黄铁矿生长空间的硫逸度变化范围宽,从 130℃ 的 10^{-25} 开始,随温度的升高, FeS_2 生成的 S 逸度下限逐步升高。氧逸度具有相似的规律。本成矿阶段硫逸度下限范围大约在 $10^{-21} \sim 10^{-13}$,由于成矿环境为弱还原环境,硫逸度不会超过 1。而氧逸度范围在 $10^{-60} \sim 10^{-31}$,并且不同温度氧、硫逸度范围存在差异,并发生重叠。

4 海沟金矿成矿热力学参数小结

通过上述分析,海沟金矿的 4 个成矿阶段的成矿热力学参数特征如下:

(1) 成矿前期,成矿环境处于偏碱性 ($pH = 7.1 \sim 9.2$),弱氧化到弱还原环境 ($Eh = -0.3 \sim +0.5 V$);氧逸度 $1 \times 10^{-40} \sim 1 \times 10^{-18}$ 和硫逸度 $1 \times 10^{-5} \sim 1 \times 10^{-15}$ 。随温度的升高,不同温度的 Eh 值下限升高, pH 值向碱性增强方向偏移,硫逸度与氧逸度也逐步增强。

(2) 成矿早期,从低温到高温, Eh 区间发生变化,但都在 $Eh = 0$ 附近波动,变化范围小,大约 $\pm 0.5 V$ 左右, pH 值随温度升高逐步变酸性,酸性变动范围约 $6.9 \sim 5.9$ 。属中酸性弱氧化-弱还原环境, S 逸度大于 1×10^{-19} 。成矿环境为弱还原环境,硫逸度不会超过 1。而氧逸度由于缺乏相应的矿物组合数据和成矿早期矿物形成过程的了解,暂无法估测氧逸度。

(3) 成矿中期,闪锌矿的出现,指示整个成矿环境在成矿中期的后期为中酸性 ($pH = 4$),还原环境 Eh 逐步变大 ($-0.2 V \sim 0.6 V$);随着温度的升高,闪锌矿消失。在还原条件下, PbS 和 FeS_2 能够在 pH 值范围较宽环境中形成,结合前期成矿环境,可以认为整个成矿中期为中酸性 ($pH = 4$ 左右),弱还原环境 ($Eh < -0.2 V$), S 逸度大于 10^{-25} ,虽然黄铁矿与黄铜矿能够在硫逸度比较宽的范围内存在,但是成矿环境为弱氧化环境,因此 S 逸度不会大于 1。氧逸度由于缺乏矿物共生数据和成矿早期矿物形成机理的了解,暂无法估测氧逸度。

(4) 成矿后期,成矿介质的 pH 值从高温到低温逐步从酸性环境 ($pH = 4.5$) 转变为中酸性环境 ($pH = 5.3$)。而成矿的 Eh 也从弱还原 ($-0.3 V$) 向弱氧化 ($+0.5 V$) 过渡。从基于热力学参数绘制的 Fe-O-

S 体系相图可以大致估计出成矿阶段硫逸度不同温度的下限范围大约在 $10^{-21} \sim 10^{-13}$, 据其属于弱还原环境, 硫逸度上限为 1, 而不同温度的氧逸度的变化范围在 $10^{-60} \sim 10^{-31}$, 并且随温度的升高, 氧逸度和硫逸度也逐步增强。

References

- Chen Yanjing, Guo Gangjun and Li Xin. 1998. Metallogenic geodynamic background of gold deposits in granite-green stone terrains of North China crator [J]. Science in China (Series D), 41(2): 113 ~ 120.
- Chen Zheng. 1984. On mineral sequence and mineral paragenesis [J]. Journal of Chengdu University of Technology, 3: 1 ~ 15 (in Chinese).
- Feng Ming, Wang Haojun, Cao Guo, et al. 2005. Characteristics of ore-controlling structures and evolution in Haigou gold ore area, Jilin Province [J]. Journal of Changchun Institute of Technology, 6(1): 44 ~ 47 (in Chinese).
- Li Dianchao, Zhang Peiping, Zhang Deyun, et al. 1995. The characteristics of quartz infrared spectrometry and thermoluminescence in Haigou gold deposit Jilin province [J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 25(1): 47 ~ 51 (in Chinese).
- Li Yinqing. 1994. Geochemical characteristics of the ore-forming fluids of the Haigou gold deposit [J]. Acta Geologica Sinica, 68(1): 48 ~ 61 (in Chinese).
- Liang Yingjiao, Che Yinchang, Liu Xiaoxia, et al. 1993. Handbook of Inorganic Thermodynamic Data [M]. Northeast Normal University Press.
- Liu Jinhong. 2002. The country rock alteration characteristics of the Haigou Au deposit, Jilin Province [J]. Jilin Geology, 21(3): 15 ~ 21 (in Chinese).
- Liu Yuqing. 1991. Isotope geochemistry and metallogenic regularity of the Haigou gold deposit in Jilin province [J]. Mineral Deposits, 10(2): 131 ~ 142 (in Chinese).
- Nakamura T. 1988. Concept of mineral paragenesis and macrostructure in ore veins [J]. Proceedings of the 7th IAGOD Symposium D-7000 Stuttgart, 179 ~ 182.

- Udubosa G. 1986. Parageneses of some opaque minerals in rocks and ores [J]. Theophrastus Publications S. A. Athens, 56 ~ 74.
- Wang Kuiren. 1989. Genetic Mineralogy of Earth and Universe [M]. Anhui Education Publishing House (in Chinese).
- Zeng Qingdong, Shen Yuanchao and Dai Xinyi. 1998. Location structures and metallogenic prospect in Haigou gold deposits, Jilin province [J]. Gold Science & Technology, 6(5 ~ 6): 19 ~ 23 (in Chinese).
- Zhang Peiping, Li Dianchao and Liu Lihua. 1995. Study on ore-hunting mineralogy of quartz of Hai-Gou Gold Deposit [J]. Gold, 16(6): 6 ~ 8 (in Chinese).
- Zhang Song, Zeng Qingdong, Liu Jianming, et al. 2011. The characteristics and its geological significance of fluid inclusions in Haigou lode gold deposit, Jilin Province [J]. Acta Petrologica Sinica, 27(5): 1 287 ~ 1 298 (in Chinese).

附中文参考文献

- 陈 正. 1984. 论矿物的共生顺序和共生组合 [J]. 成都地质学院学报, 3: 1 ~ 15.
- 冯 明, 王好均, 曹 国, 等. 2005. 吉林海沟金矿控矿构造特征及其演化 [J]. 长春工程学院学报 (自然科学版), 6(1): 44 ~ 47.
- 李殿超, 张培萍, 张德云, 等. 1995. 吉林海沟金矿石英的红外光谱及热发光特征 [J]. 长春地质学院学报, 25(1): 47 ~ 51.
- 李荫清. 1994. 吉林海沟金矿床成矿流体的地球化学特征 [J]. 地质学报, 68(1): 48 ~ 61.
- 梁英教, 车荫昌, 刘晓霞, 等. 1993. 无机物热力学数据手册 [M]. 东北大学出版社.
- 刘劲鸿. 2002. 吉林省海沟金矿区围岩蚀变特征 [J]. 吉林地质, 21(3): 15 ~ 21.
- 刘裕庆. 1991. 吉林海沟金矿床同位素地球化学和成矿规律研究 [J]. 矿床地质, 10(2): 131 ~ 142.
- 王奎仁. 1989. 地球与宇宙成因矿物学 [M]. 安徽教育出版社.
- 曾庆栋, 沈远超, 戴新义. 1998. 吉林省海沟金矿隐伏矿体预测 [J]. 黄金科学技术, 6(5 ~ 6): 19 ~ 23.
- 张培萍, 李殿超, 刘丽华. 1995. 海沟金矿石英找矿矿物学研究 [J]. 黄金, 16(6): 6 ~ 8.
- 张 松, 曾庆栋, 刘建明, 等. 2011. 吉林省海沟石英脉型金矿床流体包裹体特征及地质意义 [J]. 岩石学报, 27(5): 1 287 ~ 1 298.